

十文字周辺の地質構造について (要旨)

1995 3 25

秋田大学鉱山学部応用地球科学教室 3 年次

菅原 透

目次

1、地質時代の区分と日本の地質	1 ページ
2、地球上の岩石の分類	2 ページ
3、地質観察の方法	3 ページ
4、地質図・総合柱状図ができるまで	4 ページ
5、横手・湯沢地区地質調査結果概説	5 ページ
6、横手・湯沢地区の総合柱状図と地質の解釈	8 ページ
7、横手・湯沢地区地質調査結果各説	
「真人山・金峰山はどのようにして形成されたのか」	9 ページ
「御嶽山はどのようにして形成されたのか」	10 ページ
「湯沢市岩崎地区の礫層について」	11 ページ
8、十文字地域の地質構造	12 ページ
資料	13～19 ページ

1、地質時代の区分と日本の地質

地質時代の区分

秋田地域の地層はほとんどが中新世に形成されたものである

地質時代の区分			絶対年代 (100万年)	生物の変遷		日本のおもな化石	気候の変化 低温 ↔ 高温
			期間 (100万年)	動物	植物		
新生代	第三紀	第四紀	0.01	人類発展	被子植物繁栄	ナウマン象	温暖化
		更新世	0.01	人類出現	被子植物繁栄	ステゴドン象・デスモスチルス・ヒカリア・カエデ・ブナ	氷河時代
		新第三紀	22	ホニウ類発展	被子植物繁栄	アンモナイト・イノセラムス・三角貝(トリゴニア)	乾燥
		古第三紀	40	恐竜・アンモナイト絶滅	被子植物発展	イチョウ・造礁サンゴ	温暖
中生代	白亜紀	白亜紀	76	八虫類・アンモナイト急速進化	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	寒冷
		ジュラ紀	68	鳥類出現、八虫類・アンモナイト・ペレムナイト繁栄、ホニウ類出現、両生類衰退	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	乾燥
		トリアス紀(三疊紀)	34	八虫類・アンモナイト発展	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	温暖
		ペルム紀(二疊紀)	42	三葉虫滅亡、恐竜出現、両生類繁栄	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	氷期
古生代	石炭紀	石炭紀	76	八虫類出現、両生類・昆虫類・ウミユリ・腕足類・フズリナ繁栄、三葉虫衰退、フデイシ滅亡	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	寒冷化
		デボン紀	49	フデイシ衰退、両生類・アンモナイト出現、サンゴ・ウミユリ・カッチュウギョ・腕足類繁栄	裸子植物(ソテツ・イチヨウ)繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	石炭生成最大
		シルル紀	27	最古の陸生動物サソリ類出現、床板サンゴ繁栄、カッチュウギョ・腕足類・ウミユリ発展	最古の陸生植物(ソテツ・イチヨウ)出現	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	温暖湿潤
		オルドビス紀	64	魚類出現、三葉虫・フデイシ・腕足類繁栄、直角石・床板サンゴ・貝類発展	海生藻菌植物繁栄	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	乾燥
先カンブリア時代	カンブリア紀	カンブリア紀	64	三葉虫・腕足類出現、化石急増	海生藻菌植物発展	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	温暖
		先カンブリア時代	564	ワムシ・鉄バクテリア・コリシウム	海藻	イチョウ・ソテツ・ダオネラ・エントモノチス	数回の氷河

岩石の分布状態や地質構造が共通の特徴をもっている地域を地質構造区という。日本列島は本州中部を横断する糸魚川ー静岡構造線で、西南日本と東北日本の地質構造区に分けられる。

西南日本の地質はそのほとんどが中生代や古生代の変成岩から成り、それらの帯状配列で特徴づけられる。東北日本は北上や日高に中生代や古生代の火成岩や変成岩が分布する他は、ほとんどが新生代の火成岩・堆積岩であり、特に新第三紀中新世の地層が多い。こ

1 日本列島の地質構造区分

① 日本列島の成帯と構造線、地質区分 (口絵参照)

西南日本内帯

西南日本は、中央構造線によって内帯と外帯とに分けられる。内帯は火成岩、特にカコウ岩類の分布が著しく、大底盤を形成している。その間に古生層・中生層などの古い地層が散在している。また、断層によってできた盆地が多い。

西南日本外帯

北部から南部へ順次新しい地層が帯状に分布していて、多数の逆断層によってかわらを積み重ねたような地質構造を示す。

糸魚川-静岡構造線

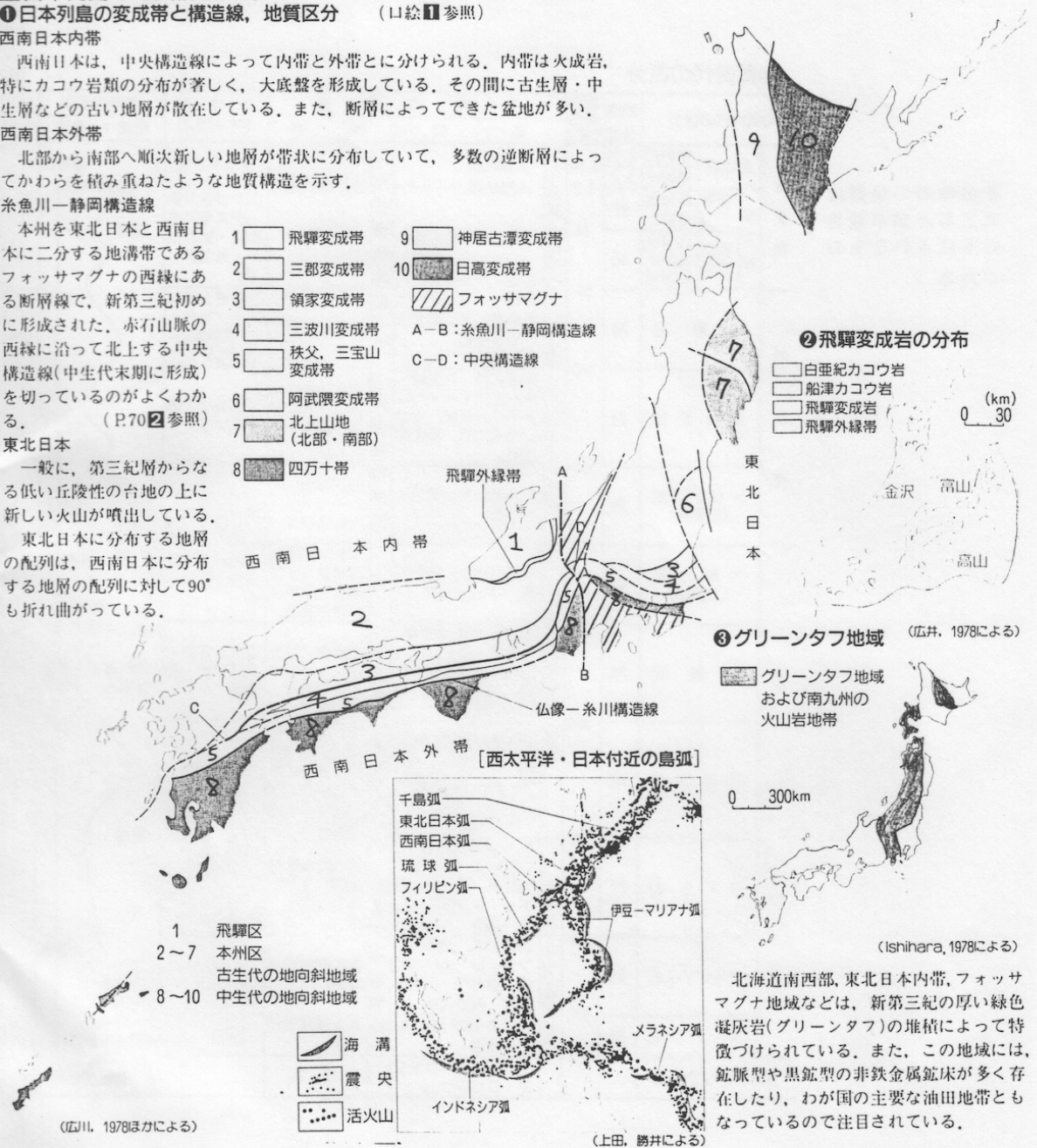
本州を東北日本と西南日本に二分する地溝帯であるフォッサマグナの西縁にある断層線で、新第三紀初めに形成された。赤石山脈の西縁に沿って北上する中央構造線(中生代末期に形成)を切っているのがよくわかる。(P.70参照)

東北日本

一般に、第三紀層からなる低い丘陵性の台地の上に新しい火山が噴出している。

東北日本に分布する地層の配列は、西南日本に分布する地層の配列に対して90°も折れ曲がっている。

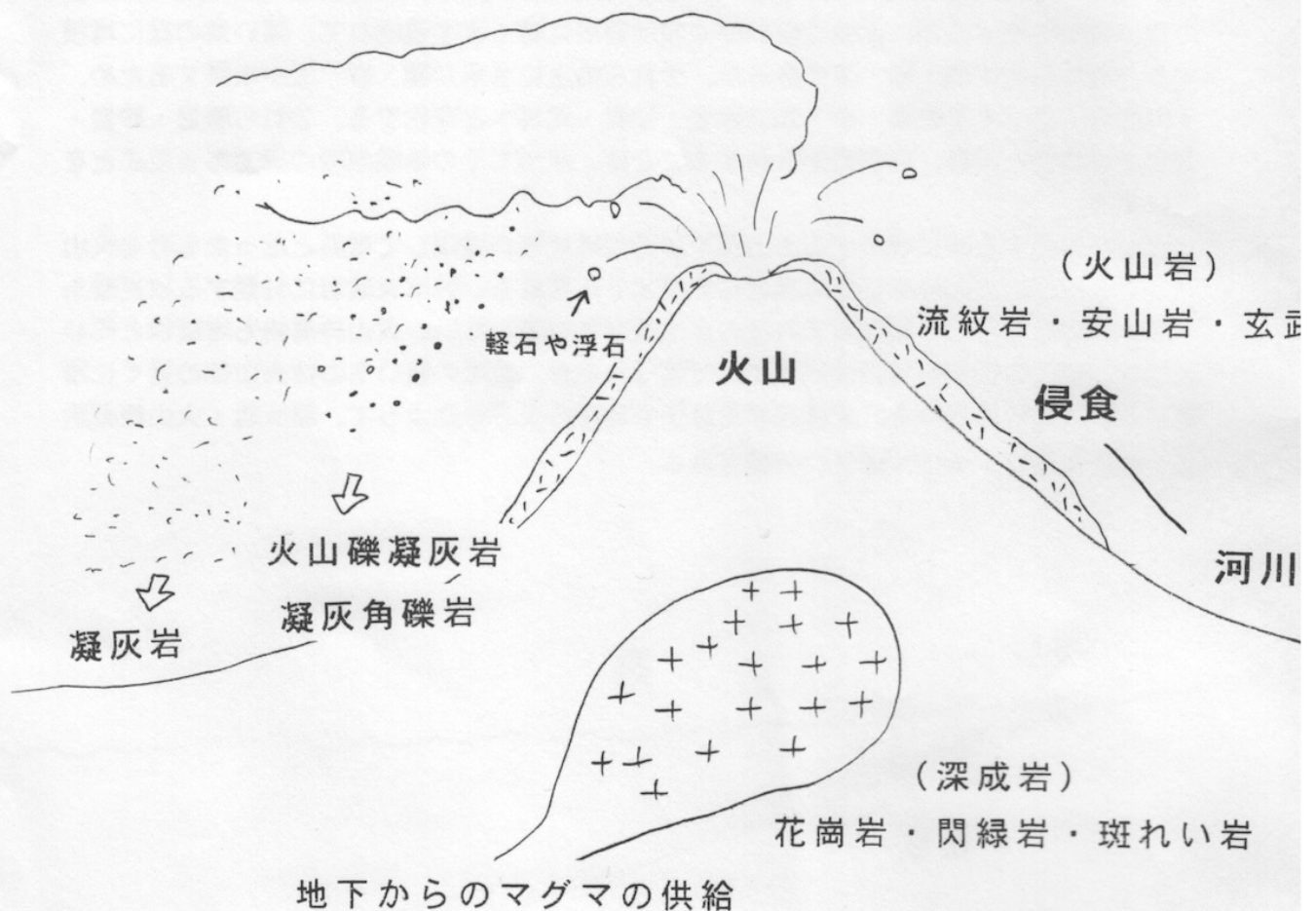
- | | |
|---------------|----------------|
| 1 飛騨変成帯 | 9 神居古潭変成帯 |
| 2 三郎変成帯 | 10 日高変成帯 |
| 3 領家変成帯 | フォッサマグナ |
| 4 三波川変成帯 | A-B: 糸魚川-静岡構造線 |
| 5 秩父、三宝山変成帯 | C-D: 中央構造線 |
| 6 阿武隈変成帯 | |
| 7 北上山地(北部・南部) | |
| 8 四万十帯 | |



これはその時期、ユーラシア大陸に地割れが生じて日本海ができた地殻変動、すなわちグリーン・タフ変動が起こったためであり、秋田地域の火成岩・堆積岩のほとんどが、その地殻変動に伴って新第三紀中新世に形成されたものである。中新世の地層中には北鹿の黒鉍に代表されるような金属資源や、秋田地域の油田などの燃料資源を含んでおり、中新世の地質構造を調べることは資源の採掘のためにもたいへん重要である。

2、地球上の岩石の分類

火山砕屑岩	火山噴出物 2 64 粒径 (mm)	火山灰	凝灰岩
		火山礫	火山礫凝灰岩(基地:火山灰)
		火山岩塊	凝灰角礫岩(火山灰の基地多) 火山角礫岩(火山灰の基地少)



流紋岩と安山岩の間の中間的な組成の火山岩として「石英安山岩」がある。すなわち斜長石と石英を含むがカリ長石を含まない岩石を石英安山岩と呼んでいる。

真人山・金峰山・御嶽山は石英安山岩で構成されている。石英安山岩の溶岩は粘性が大きいため、溶岩円頂丘を形成してドーム状の地形になることが多い。

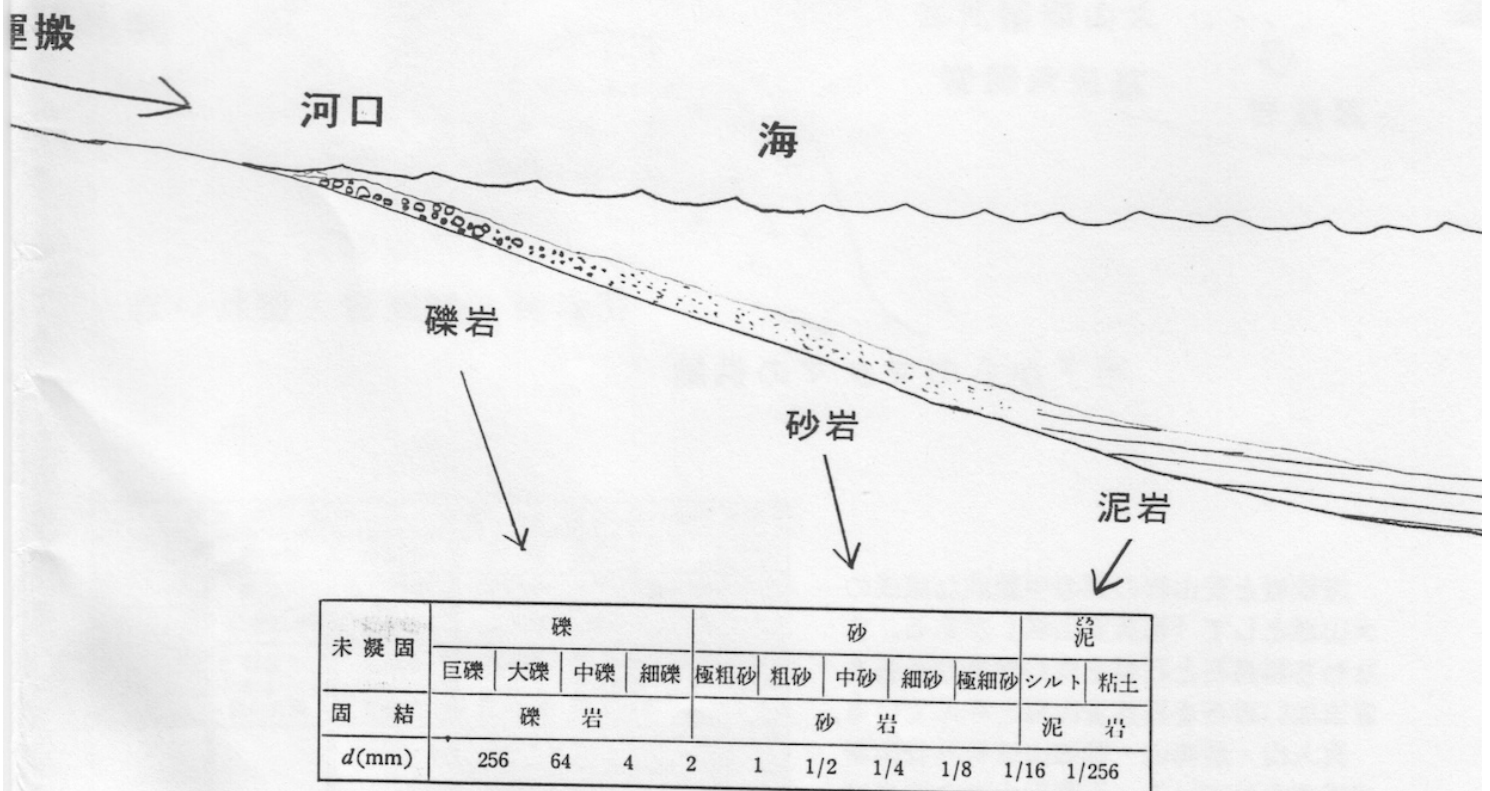
二酸化ケイ素(SiO_2)量		66%	52%	45%
色		淡い色	中間色	濃い色
比重		小(2.6)	中間(2.8)	大(3.0)
化学組成による分類		酸性岩	中性岩	塩基性岩
火山岩(斑状組織)		流紋岩	安山岩	玄武岩
深成岩(完晶・等粒状組織)		花こう岩	閃緑岩	斑れい岩
主な造岩鉱物	無色造岩鉱物	セキエイ カリチョウ石	Naに富む シャチョウ石	Caに富む カンラン石
	有色造岩鉱物	クロウンモ	カクセン石	キ石
その他の造岩鉱物		その他		

地球上で観察される岩石は大きく、火成岩・堆積岩・変成岩の三つに分類される。そのうちの火成岩・堆積岩の分類と形成過程を模式的に示した。変成岩については秋田地域ではほとんど見られないのでここでは省いた。

火成岩とは火山地域のマグマの活動に伴ってできるものであり、地下深くでゆっくりと冷え固まってできる深成岩と、溶岩として地表に現われて急に冷え固まってできる火山岩に分けられる。それぞれの火成岩は造岩鉱物によって構成されていて、含んでいる造岩鉱物の種類や量によって、火山岩なら流紋岩・安山岩・玄武岩など、深成岩には花崗岩・閃緑岩・斑れい岩などの種類に分類される。

地表に噴出してできた火成岩やもっと古い時代の岩石は、陸上での侵食によって細かく砕かれて、河川の流れによって運ばれ、そして海に流れ出る。このとき河口付近には比重の重い礫が堆積するが、比重の軽い砂や泥は簡単に遠くまで運ばれて、深い海の底に堆積する。堆積当時は礫・砂・泥であるが、それらの上にさらに礫・砂・泥が堆積するため、その圧力によって下の礫・砂・泥は礫岩・砂岩・泥岩へと変化する。これら礫岩・砂岩・泥岩を堆積岩と呼び、堆積岩が分布することは、かつてその地域が海の底であったことを意味する。

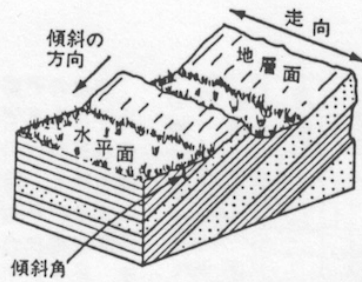
火山が爆発する時に噴出する火山灰や岩石の破片等が堆積して岩石となったものを火山碎屑岩と呼ぶ。火山碎屑岩を堆積岩に分類する研究者もいれば火成岩に分類する研究者もいて、このどちらの分類に含まれるのかは確定されていない。火山碎屑物も堆積物と同じように、粒度の細かいものほど遠くまで運ばれるが、粒度の粗いものは火山体の近くに堆積する。火山碎屑岩はそれを構成する粒子や岩片の大きさによって、凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩に分類される。



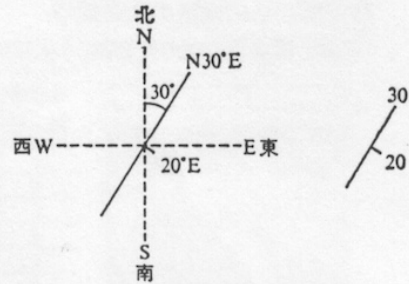
【粒径による堆積物の分類】

上の表では泥岩として一括してあるが、泥岩のうちやや粒度が粗いものをシルト岩と呼ぶことがある。また、珪藻という藻類の一種を多量に含んだ泥岩はたいへん硬く、硬質泥岩と呼ばれる。横手・湯沢地域の堆積岩は泥岩・硬質泥岩・シルト岩がほとんどであり、南北系に分布しそれらは連続的に変化している。

3、地質観察の方法



第2図 走向傾斜とは？



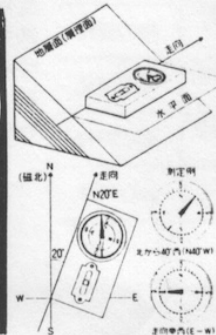
第3図 走向傾斜の記号
(左が説明図, 右が記号)

④クリノメーターの使い方
①クリノメーター

外側の目盛りは
走向の測定に用
いる
内側の目盛りは
傾斜の測定に用
いる
磁針で走向を読
む
ハート型磁針で
傾斜を読む
使用しないとき
針を固定する止
の蓋
走向測定のため
の水重器

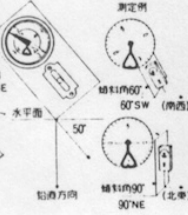
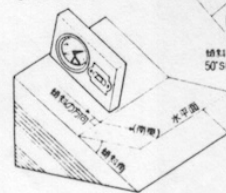


②走向の測り方



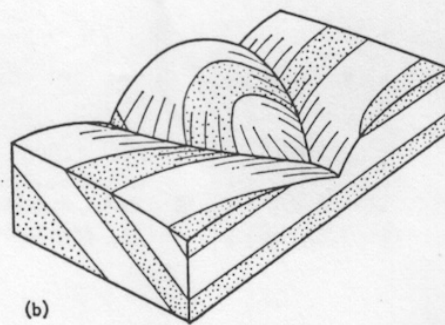
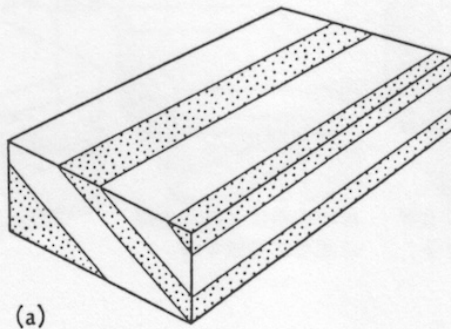
①クリノメーターの長辺を地層面に
置き合わせる。
②水準器の中の気泡を見ながら水
平に保つ。
③磁針が指す方位の目盛りをNを
基準にしてEへ何度、またはW
へ何度と外側の目盛りで読む。
この値が走向である。

③傾斜の測り方

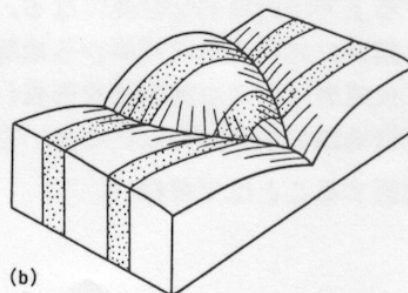
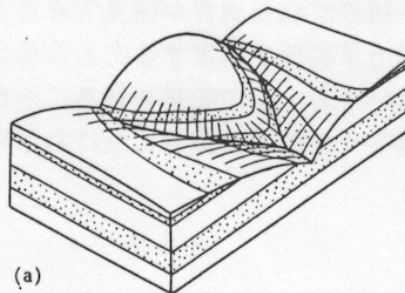


①走向の方向に垂
直にクリノメー
ターの長辺を置
き合わせる。
②ハート型のおも
りて内側の目盛
りを読む。この
値が傾斜角であ
る。
③傾斜の向きを。
磁針を用いて決
定する。

岩石が地表に露出している部
分を露頭と呼ぶ。露頭での地質
観察の基本は、地層の走向傾斜
をクリノメーターと呼ぶ測定器
で計ることである。



地層の走向傾斜が同じでも、地形が異なると地層の露出の仕方も異なる



地形が同じでも、地層の走向傾斜が異なると地層の露出の仕方も異なる

地質時代の地史の組み立て方

一般に地質時代とは歴史時代より以前をさす。この地質時代の歴史は年数ではなく、相対的な古さ・新しさを地層の重なり

①地層からの地史の読み取り

[地層の重なり方と地質構造] [化石の出方]



地層の不整合から不整合までの間を地質時代の一時期と考え、時間的に大きい不整合で大きな時代の区分を、小さい不整合で小さい時代の区分をすると、この堆積輪廻の期間が生物の発生・変異・繁栄・絶滅などの時期ともかなり一致していることがわかる。

[地質構造から読み取れる地史]

時間の経過	できごと	海陸の変化
T_4	ほぼ一様な隆起運動が起こって陸地となり、浸食作用を受けた。	陸の時代
T_3 T_2 T_1	再び海底となり、地層が z, y, x の順に堆積した。	海の時代
T_3 T_2	造山運動が起こって陸地となり、浸食作用を受けた。	陸の時代
T_1	地層 a, b, c, d が海底に堆積した。	海の時代

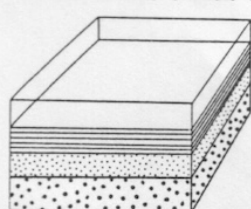
4 不整合

海底で堆積した地層が地盤の隆起に伴って陸化し、風化・浸食作用を受ける。その後、地殻変動により再び海底となって、浸食面上に新しい地層が堆積したとき、この新旧2層の関係を不整合といい、不規則な境界面(浸食面)を不整合面という。

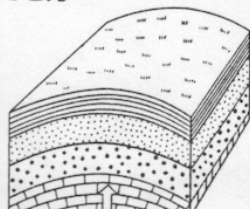
不整合面には、風化・浸食による凹凸があり、その上に基底レキ岩を有するなどの特徴をもち、新旧層堆積の間には長い時間的間隔が存在する。

傾斜不整合(上の地層は水平、下の地層は約60°傾斜している。)→

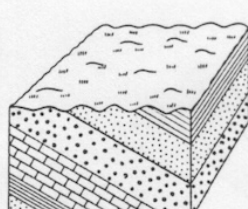
①傾斜(斜交)不整合のでき方



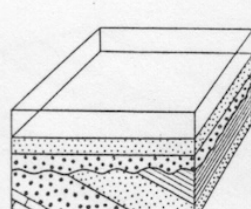
水の底に水平に土砂が堆積する。



地層が隆起あるいは褶曲して地上にでる。



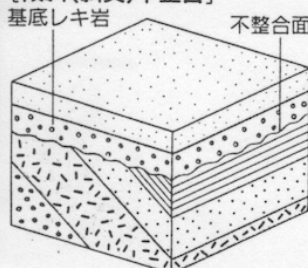
隆起した地表が浸食され、凹凸面ができる。



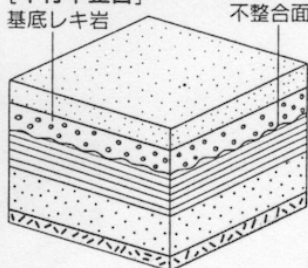
再び水中に沈み、上部に地層が堆積する。

②不整合の種類

[傾斜(斜交)不整合]



[平行不整合]



地質観察の際に大切なのは、地層境界を発見することである。たとえば泥岩だけが露出する露頭よりも、泥岩と砂岩が一ヶ所で露出している露頭を発見すれば、それは地層の上下関係を判定する上での絶対的な証拠になる。一般的に地層境界が発見できることはまれで、各岩石の各露頭における走向傾斜から地層の上下関係を判定することが多い。しかし堆積岩と違って火成岩は平坦な地層面を形成しないため、走向傾斜を計ることができない。そのために火成岩地域の調査は徹底的に歩いて数多くの露頭を発見しなければ地層の上下関係や分布を把握することはできない。

4、地質図・総合柱状図ができるまで

調査地域の決定とルートを選定



地質調査をすることは、地質図を作り、総合柱状図を完成させることである。地質図を作りどこにどのような岩石が分布するのかが分かっているれば、鉄道・ダム建設の際に利用できるし、地震・火山災害や地滑りなどの対策にも役立つ。また総合柱状図は、その地域が経てきた地殻変動や地史を明らかにする。

調査において、ルートを選定はとても大切である。地層の走向と平行に歩けば同じ地層が観察されるのみで、地層間の上下関係に関する情報がなかなか手に入らず、それに対して地層の走向と直角に交わる沢などをルートに選べば徐々に異なつて現われるから、地質図を描くのにはもっとも好都合である。

調査の実行、ルートマップの作成

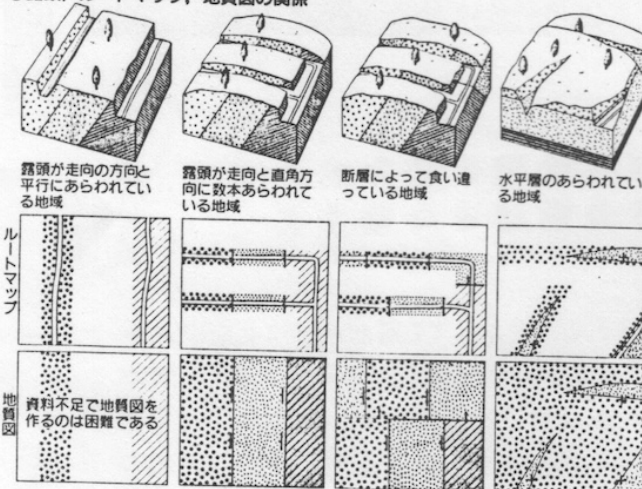
①地層の観察

- ・露頭(切り通し・川岸・山頂付近)を細部まで注意深く観察する。
- ・走向および傾斜を測る。
- ・地層の上下を調べる。
- ・2地点の地層間の関係(整合・不整合・断層)を確かめる。
- ・火成岩、堆積岩の接触変質・不整合・断層の有無を確かめる。

②地質調査

- ・地質調査に必要な用具・装備
用具…地形図、野帳、鉛筆、色鉛筆、クリノメーター、ルーペ、ハンマー、ものさし、標本袋、
装備…リュックサック、手袋、帽子、運動靴、長そで上衣、長ズボン。
- ・露頭、ルートマップ、地質図
ルートマップは露頭調査の資料をもとに作り、地質図はルートマップから作り上げる。露頭のない地域ではルートマップも地質図も作ることができない。

③露頭、ルートマップ、地質図の関係



地層境界線、断層・褶曲等の推定

④等高線と地層境界線

①地層が垂直な場合



地層境界線は等高線に垂直となる。

②地層が水平な場合



地層境界線は等高線に平行になる。

③地形の傾斜の方向と地層の傾斜の方向が逆の場合



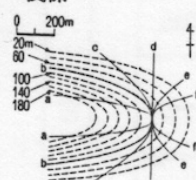
地層境界線は谷では下流側に、尾根では山頂側に開いた曲線を描く。

④地形の傾斜の方向が地層の傾斜の方向と同じで、しかも地層の傾斜の方が急な場合



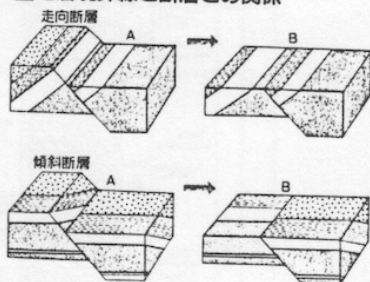
地層境界線は谷では上流側に、尾根では山ろくに開いた曲線を描く。

⑤地形と地層境界線の関係



a-a, e-e, f-f 東へ傾斜している地層の地層境界線
b-b 水平な地層の地層境界線
c-c 垂直な地層の地層境界線
d-d 西へ傾斜している地層の地層境界線

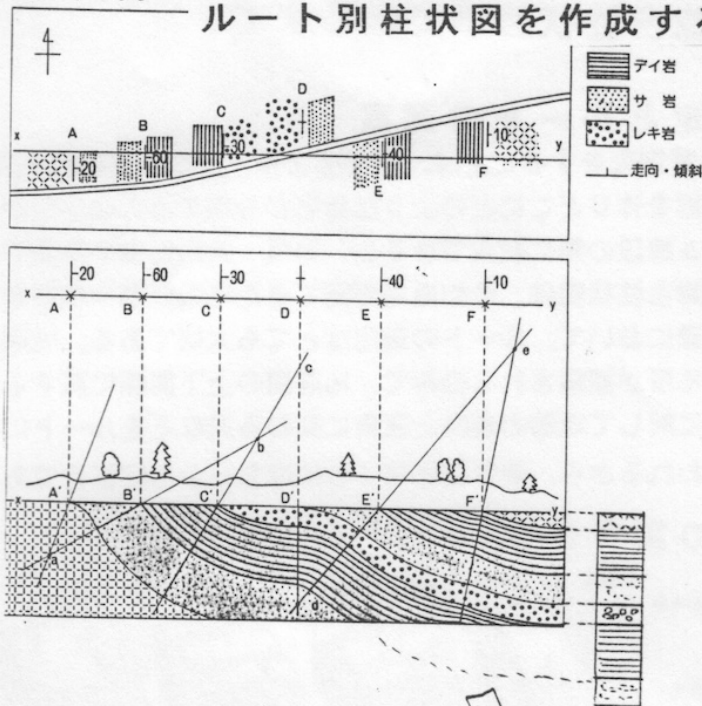
⑥地層境界線と断層との関係



断層面の走向が地層の走向と平行のとき、これを走向断層という。また、断層面の走向が地層の傾斜の方向と平行なときは、傾斜断層という。

地質調査が進んである程度データが集まってくると調査をした各露頭における地層の傾斜に応じて地層境界線が引けるようになり、地質図は完成に近づく。しかし地層の走向傾斜が急に变化したり、岩相が不自然に変化するときは、褶曲や断層を推定する必要がある。このように存在が確認できる断層を実在断層と呼び、このように地質図や構造を説明するために推定される断層を推定断層と呼ぶ。

ルートマップから ルート別柱状図を作成する



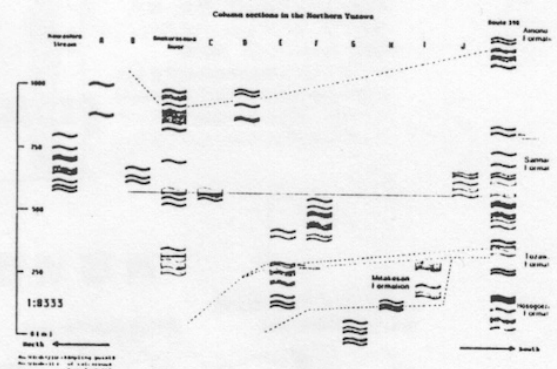
[ルートマップから地質断面図を描く]

ルートマップのA・B・C…の各点で測定した地層の傾斜角を分度器を用いてA・B・C…Fに対応する断面図のA'・B'・C'…F'の各点に取る。次に断面図のA'・B'・C'…F'の各点で傾斜に直交する垂線を描く。この時A'を通る垂線とB'を通る垂線の交点をa、B'を通る垂線とC'を通る垂線の交点をb、以下同様に隣どうしの傾斜に対する垂線の交点をc・d・e…とすれば、A'—B'間の地層境界線はa点を中心にもつ円弧で、B'—C'間の地層境界線はb点を中心にもつ円弧で示される。以下同様にしてc・d・e…の各点を中心にもつ同心円の円弧を組み合わせていけば地質断面図を描くことができる。

このような地質断面図では、地下で地層の厚さが変わらないように注意して描くことが大切である。

ルート別柱状図を組み合わせて
全体の構造を考察する

たとえばaルートの柱状図によってB層がA層の上位にあることが明らかになり、bルートの柱状図によってC層がB層の上位にあることが明らかになったとすると、それらの上下関係は下位から順に、A層B層C層ということになる。このような作業をくみあわせて、ルート別の柱状図から総合柱状図を作り上げる。



総合柱状図の完成

Geological Age	Stratigraphy	Thickness (m)	Columnar Section	Lithofacies	Igneous Activity	Fossils
Neogene	Recent			Mud Sand, Gravel		
	Pleistocene deposits	0-40		Mud Sand, Gravel (with small pebbles)		
	Ainono Formation	70+		Mudstone (with fine sand)		Decade
	Sannai Formation	600-750		Hard mudstone (with fine sand)		Columnar rock beds
	Tsukuba Formation	0-40		Alternating beds of hard mudstone and soft mudstone		
Miocene	Misaki Formation	150+		Siltstone, White dactylite		Columnar rock beds, Plant fossils
	Hosogazawa Formation	350+		Brown dactylite (with fine sand and pebbles), Pyroxene andesite		Decade

Fig. 9. Compiled column in the Northern part of Yuzawa City.

地質図の完成



Fig. 10. Geologic map in the Northern part of Yuzawa City.

5、横手・湯沢地区地質調査結果概説

秋田大学鉱山学部応用地球科学教室では、1994年度の3年次進級論文として、横手・湯沢地区の地質調査を行った。調査地域は横手市、山内村、平鹿町、増田町、東成瀬村、湯沢市に属し、成瀬川を挟んでその北東と南西に位置する。北東地区は4分割され、そのうちの北東部を加藤、南東部を中川、北西部を坂内、南西部を伊藤、そして湯沢市の北部にあたる南西地区を菅原が調査を担当した。現地調査は7月から8月までの長期休暇と9月から11月までの休日などを利用しておこなった。

調査結果の地質図および地質断面図を6ページに示し、7ページには同じ縮尺で地形図上に地層境界線を入れてある。調査地域の地形は南北系に発達する尾根によって特徴づけられ、地質図をみてわかるように地質もまた南北に帯状に配列し、一様に東傾斜である。したがって西方ほど古い地層が露出し東方にゆくに従ってしだいに新しくなる。

今回の調査地域におけるもっとも古い地層、すなわち地質柱状図において最下位に位置する岩石は安山岩であり、湯沢市役所の周辺に分布している。安山岩は変質が激しく、造岩鉱物のひとつである輝石はほとんどが緑泥石などの変質鉱物に変化している。この安山岩は細越沢層と呼ばれている。

安山岩の上位には御嶽山を構成する陸成噴出の石英安山岩がある。この石英安山岩は色、造岩鉱物およびマグマの上昇時に取り込んだ捕獲岩石の量によって、褐色石英安山岩と白色石英安山岩の2種類に分けられる。御嶽山周辺にこのような石英安山岩が幅広く分布することを明らかにしたのは今回の調査がはじめてであり、これを御嶽山層と新命名した。御嶽山の陸成の石英安山岩は戸沢層のシルト岩で覆われるため、この二層の層位関係は不整合であり、この時期大規模な地殻変動があったと考えられる。

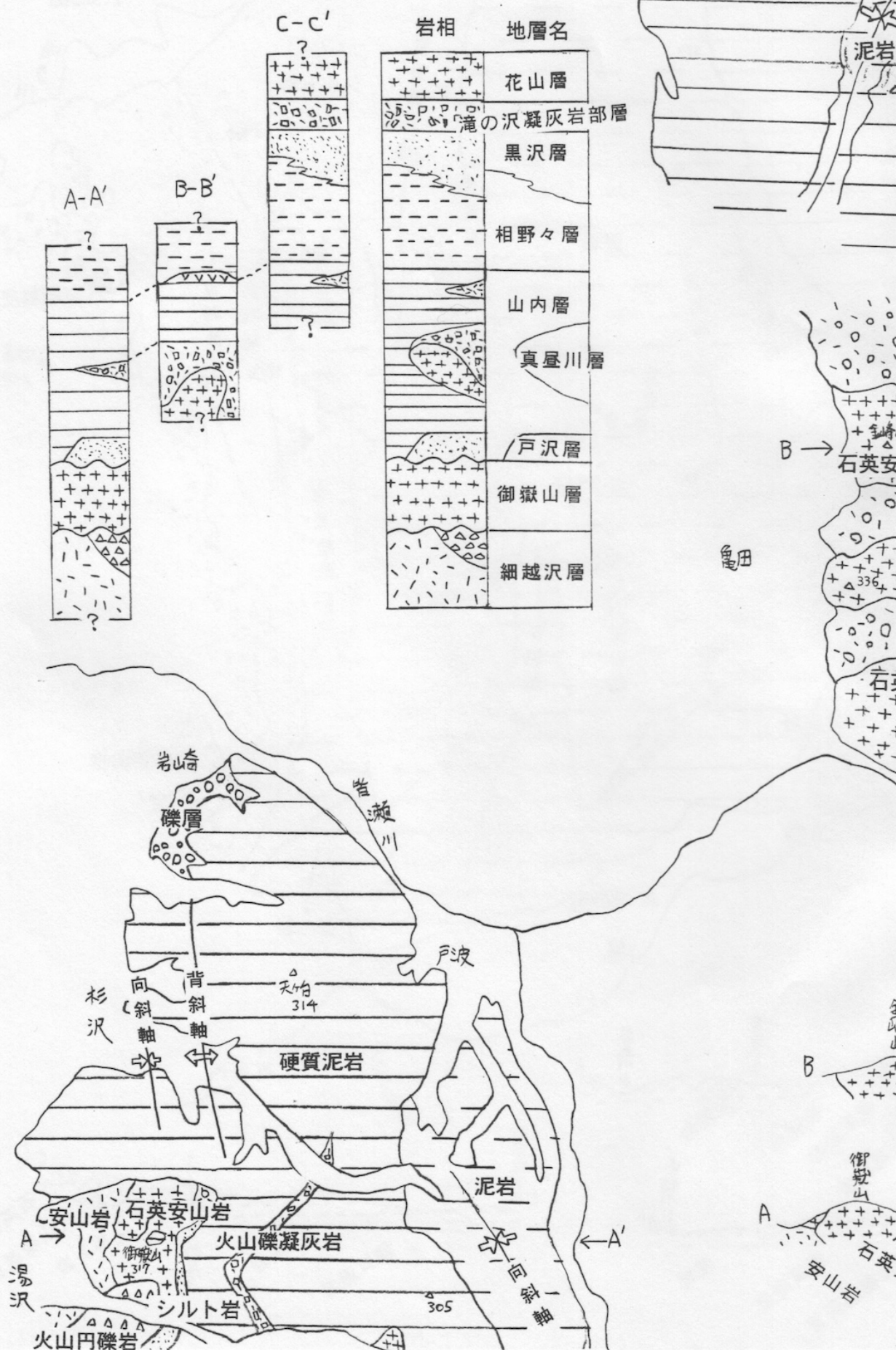
シルト岩の堆積はわずかであり、すぐに硬質泥岩に覆われる。湯沢市の北部にはこの硬質泥岩がひろく分布し、この地域がかつて深海の環境にあったことをうかがわせている。この硬質泥岩の地層は山内層と呼ばれている。山内層の上位には相野々層の泥岩が堆積し、増田町戸波地区南方などでそれを観察することができる。硬質泥岩や泥岩はさらに山内村地域にも幅広く分布している。そもそも山内層・相野々層という地層名は山内村付近における幅広い分布に由来している。

増田町の東方、真人山付近には真昼川層の石英安山岩および火山礫凝灰岩が分布し、金峰山とともに急峻な地形を形成している。これらはその東方で山内層の硬質泥岩によって覆われる。したがって湯沢市北部の硬質泥岩の分布も考慮すれば、真人山・金峰山を構成する石英安山岩の火山活動は、山内層の硬質泥岩の堆積途中に深海底で起こったことになる。これは、真人山の麓にある吉乃鉱山が海底火山活動によって形成される典型的な黒鉱鉱床に属していることと調和的である。

相野々層の泥岩はさらに黒沢層のシルト岩に覆われる。泥岩よりもシルト岩のほうが粒子の粒度が粗いから、これはこの時期海が次第に浅くなったことを意味し、黒沢層のシルト岩中からは貝化石が発見された。シルト岩の上位には滝の沢凝灰岩部層の火山礫凝灰岩および大日向山、南郷岳を構成している花山層の石英安山岩が堆積する。

以上はすべて第三紀中新世の地層であるが、第四紀の地層として湯沢市岩崎地区には未固結の礫層があり、さらに成瀬川、皆瀬川などの河川沿いには礫・泥・砂からなる沖積層がある。

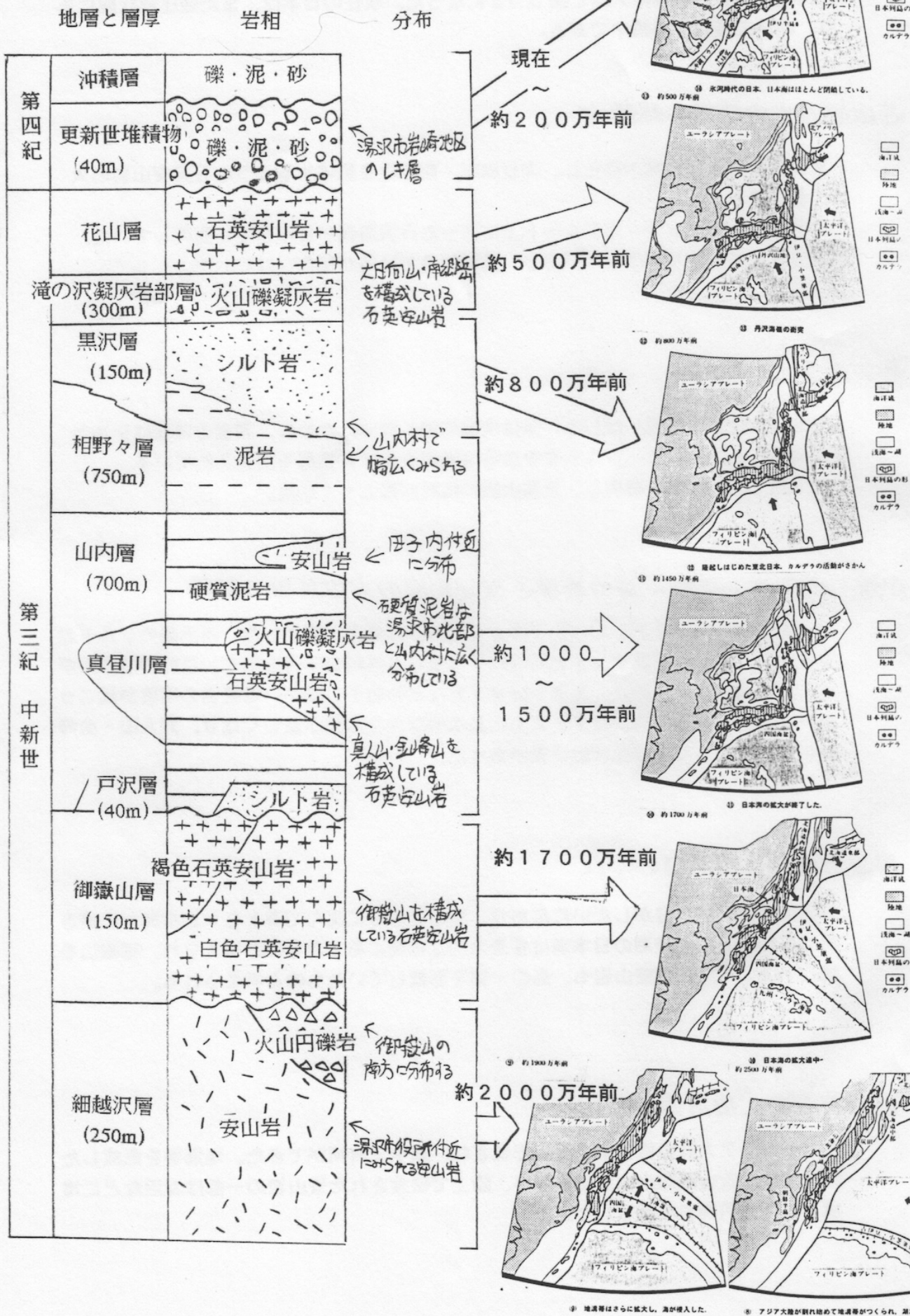
横手・湯沢地区地質図および地質断面図







6、横手・湯沢地区の総合柱状図と地質の解釈



第四紀層堆積の時代

日本海の海洋底が東進し、これと対応し日本列島は東西方向に強圧縮状態となり、山脈が隆起した。1万8000年前は、氷河時代のうち最後に寒冷で海水準が低かった時代であり、日本は大陸と陸つづきになった。現在の日本は、まだ強圧縮状態にあり、山地の隆起は継続中である。

花山層の火山活動の時代

東北日本のほぼ全域が陸化し、大日向山・南郷岳を形成するような石英安山岩の火山活動があった。

この時期、フィリピン海プレート上にあった丹沢海嶺が日本列島に衝突していた。西南日本はおおむね陸化していたが、西南諸島では海が侵入しはじめた。

黒沢層堆積の時代

東北日本全体が隆起しはじめ、海は次第に浅くなったために、泥岩の堆積はシルト岩の堆積へと変化した。シルト岩中からは浅海を示す貝化石も発見されている。

北海道では千島弧が衝突し、日高山脈の隆起が起こっていた。

戸沢層・山内層・相野々層の堆積と真昼川層の火山活動の時代

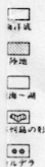
日本海はさらに拡大して、約1450万年前に拡大は終了した。戸沢層のシルト岩中に発見された石灰質ナンノ化石は約1400万年前の年代を示す。この時期は海がもっとも深かったために、泥岩や硬質泥岩などの粒子の細かい堆積物の堆積が起こった。さらに日本海の拡大終了とともに島弧的な火山活動が激しくなり、真人山・金峰山を形成するような海底火山活動があった。

御嶽山層の火山活動の時代

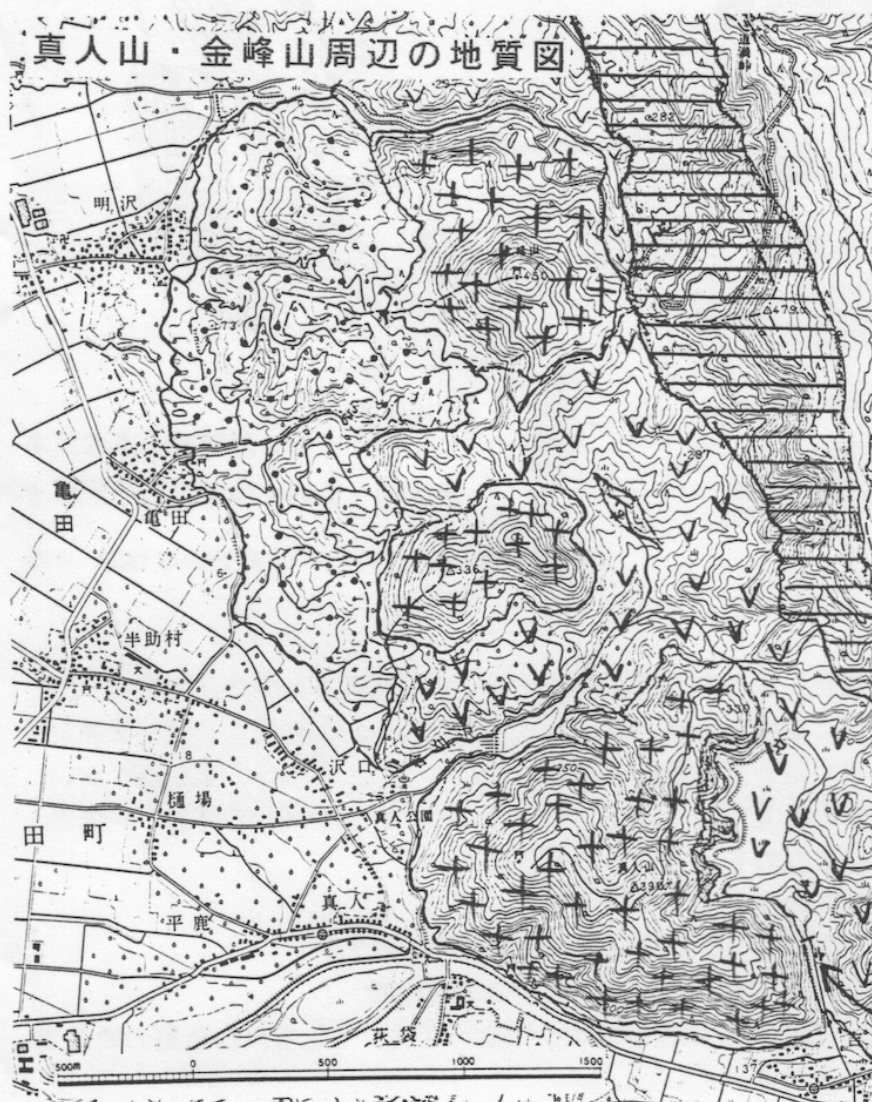
大陸の縁の割れ目がしだいに広がり、湖沼はさらに沈んで海となり日本海が形成されはじめた。この時期の日本海は多島海的な環境にあったものと考えられ、御嶽山を構成するような石英安山岩も、島の一部を形成していたものと考えられる。

細越沢層の火山活動の時代

ユーラシア大陸の縁で地溝帯が形成され、湖や三角州ができた。地溝帯を形成した地殻変動は安山岩の火山活動も伴い、陸上で侵食された安山岩の一部は湖沼などに堆積して火山円礫岩を形成した。



7、横手・湯沢地区地質調査結果各説（その1） 「真人山・金峰山はどのようにして形成されたのか」



+++++ (真昼川層)

石英安山岩
溶岩円頂丘を構成して分布
主に斜長石・石英からなり、
泥石や炭酸塩鉱物など変質
を含む。流理構造をしめす
こともある。

vvvvv (真昼川層)

火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩
緑色粘土化した浮石を含み、
質礫としては石英安山岩を
含むことが多い。

==== (山内層)

硬質泥岩
板状層理が明瞭であり、風
化で灰白色、新鮮面で暗灰色
になる。

.....

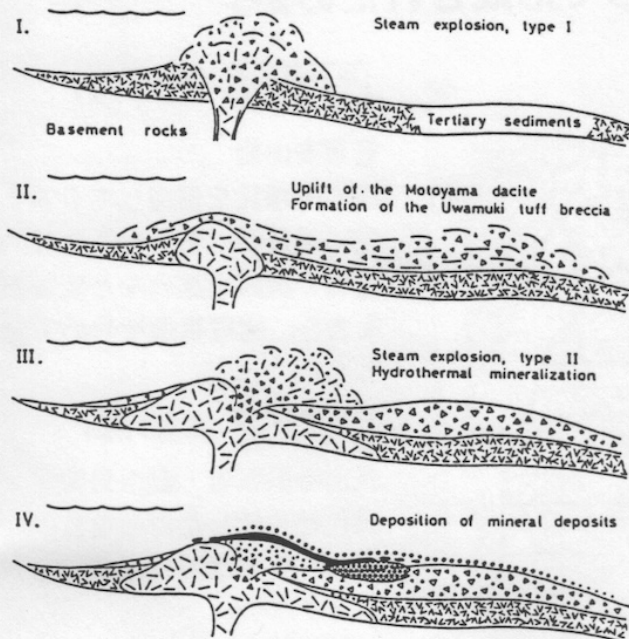
崖錐
石英安山岩、凝灰岩、硬質泥
などの岩片からなる未固結の
積物。

吉及鉾山跡

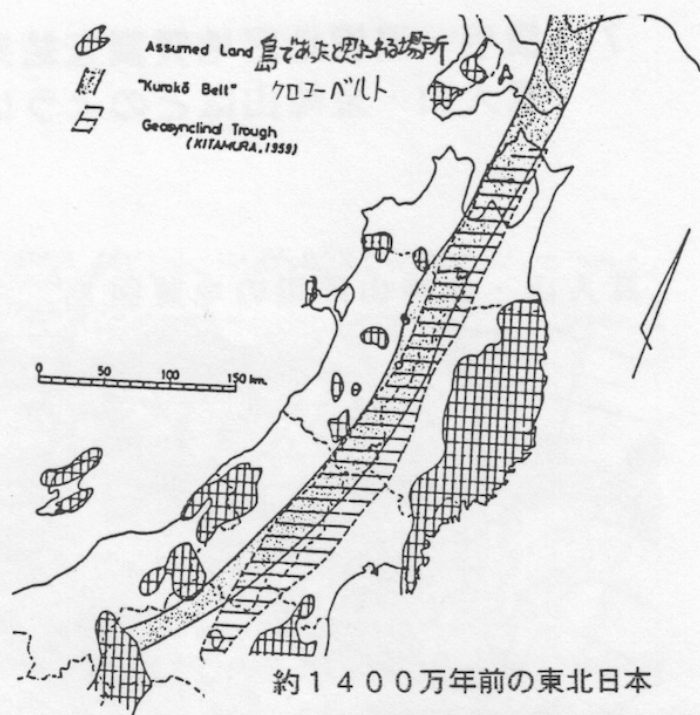
真人山・金峰山は石英安山岩からなる。石英安山岩は石英、斜長石などの珪酸塩鉱物を多く含んでいるため、その溶岩の粘性は高い。したがって玄武岩の溶岩がドロドロと流れるのと対照的に、石英安山岩の溶岩はあまり流動せずに火道でそのまま固まってしまうことが多い。このようにしてできる火山地形を溶岩円頂丘と呼び、独特のドーム状の地形をなす。

地質図をみると、真人山・金峰山を構成する石英安山岩の周りを火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩が覆っている。この凝灰岩類は石英安山岩の活動の際に噴出したものであると考えられる。この地域の石英安山岩と凝灰岩類は、ひとまとめに真昼川層と呼ばれている。

真昼川層はその東部の山内層の硬質泥岩に接している。硬質泥岩は東に傾斜しているから、山内層の硬質泥岩の下位に真昼川層が分布することになる。硬質泥岩は深海成堆積物であるが、真昼川層と山内層の層位関係において不整合を示す露頭の証拠はなににもない。したがって真昼川層の石英安山岩は海底火山であり、真人山・金峰山は約1400万年前に深海で形成されたものと考えられる。



黒鉛鉱床の生い立ち (Horikoshi, 1969)



西黒沢階におけるクロコベルトと陥没沈降帯 (佐藤, 1972)

真人山・金峰山が海底火山活動によって形成されたとする別の証拠がもうひとつある。真人山の麓に吉乃鉱山があるが、ここは黄銅鉱、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱などを産する典型的な新第三紀黒鉛鉱床のひとつであった。黒鉛鉱床の成因については県北の小坂地域においてたいへん詳しい研究がおこなわれていて、ひとつのモデルとして上左図のような、一輪廻の火山活動が考えられている。すなわち

I: 海底における凝灰角礫岩の噴出

II: 凝灰角礫岩をつらぬく白色流紋岩 (石英安山岩) 溶岩円頂丘の上昇

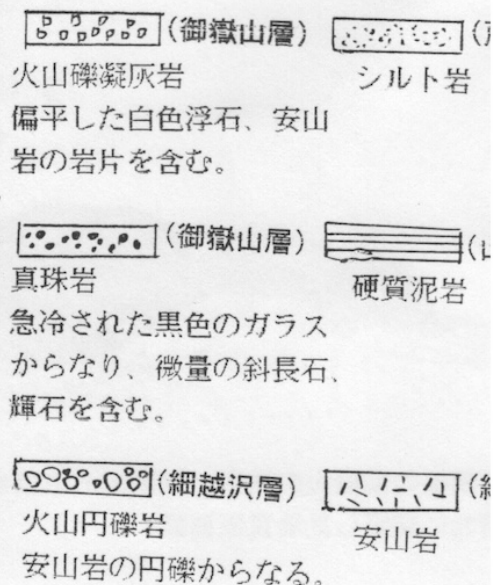
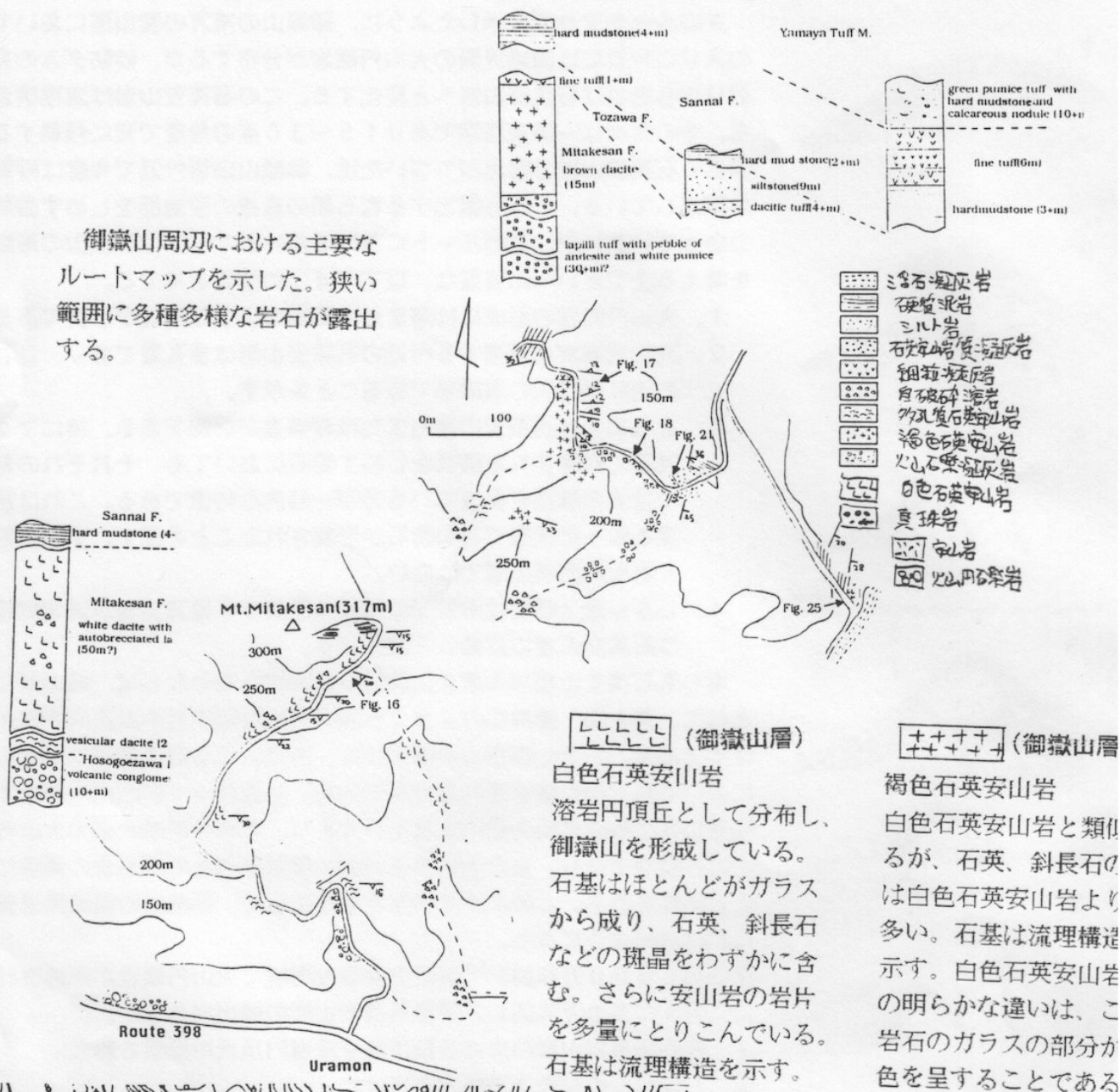
III: 溶岩円頂丘の中腹における水蒸気爆発による火山角礫岩の堆積

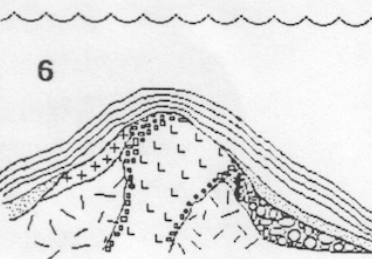
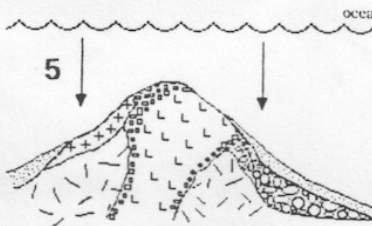
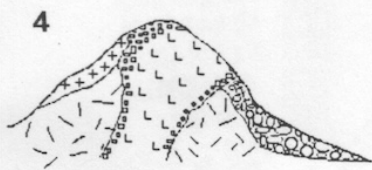
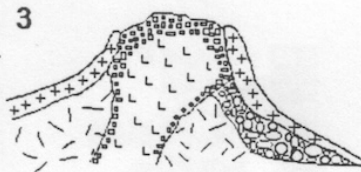
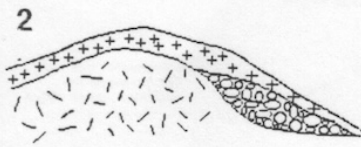
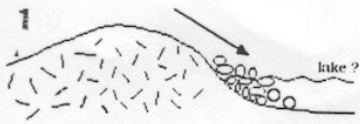
IV: 火山活動末期における鉱液の上昇と海底付近での鉱物の沈殿、そして火山活動の終息である。

吉乃鉱山のような黒鉛鉱床があることは、真人山・金峰山がこのような一連の海底火山活動によって形成されたことの証拠である。

横手・湯沢地区地質調査結果各説（その2） 「御嶽山はどのようにして形成されたのか」

御嶽山周辺における主要な
ルートマップを示した。狭い
範囲に多種多様な岩石が露出
する。





御嶽山周辺には、多くの種類の火成岩が分布する。このような地域でいかに多くの沢に入り、多くの露頭を発見するかが、正確な地質図を描くうえでの鍵になる。

左のルートマップに示したように、御嶽山の南方の登山道において、その入り口付近には細越沢層の火山円礫岩が分布するが、砂防ダムの見え方から岩相は石英安山岩へと変化する。この石英安山岩は流理構造を持ち、その方向は一様東西系であり15~30度の角度で南に傾斜する。しばらく石英安山岩の露出がつづいた後、御嶽山山頂付近で今度は硬質泥岩が露出している。これら露出する岩石間の直接の接触部をしめす露頭はみつかっていないが、このルートにおけるルートマップは御嶽山の形成過程を考える上でたいへん重要な、以下の4つの情報を与える。

- 1、火山円礫岩の形成には海または湖沼のような環境が必要である。
- 2、火山円礫岩に近接する付近の石英安山岩は多孔質であり、これはその辺りが貫入の周縁部であることを示す。
- 3、さらに上の石英安山岩もまた流理構造が明瞭である。特にマグマの流動で破碎された産状をしめす岩石においても、それぞれの岩片中には流理構造を保っているのが一般的な特徴である。これは割と高温を保った状態でこの岩石が形成されたことを示す。すなわち少なくとも海底噴出層ではない。
- 4、しかし最上部には海底での堆積を意味する硬質泥岩が流理構造をもつ石英安山岩に近接して露出する。

もしも石英安山岩が海底火山活動に由来するものならば、噴出時に急冷されて、真入山・金峰山のように多量の火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩を伴うはずである。しかし御嶽山の周辺には、そのような凝灰岩類は御嶽山北東においてわずかに観察されるのみである。したがって御嶽山を構成する石英安山岩は陸成火山活動によるものであり、下位の細越沢層の火山円礫岩とは不整合であり、また上位の山内層の硬質泥岩とも不整合の関係にあったと結論される。このような根拠をもとにして、御嶽山の構造発達史を考えれば次のようになる。

- 1 (約2000万年前) : 湖沼のような環境で火山円礫岩が形成された。
- 2 (約1700万年前) : 褐色石英安山岩の噴出があった。
- 3 : 白色石英安山岩の火山活動があり溶岩円頂丘が形成された。
- 4 : しばらくの間陸上で侵食をうけた。
- 5 (約1400万年前) : 沈降がおり、溶岩円頂丘の地形の周縁部にシルト岩が堆積した。
- 6 (約1000万年前) : 硬質泥岩が厚く堆積し、石英安山岩は完全に覆われた。

以上のようにして御嶽山の形成史は解決されたが、今回の調査では解決できなかった次のような新たな問題点が残った。

- ・褐色石英安山岩の噴出源はどこにあるのだろうか？
- ・真珠岩（流紋岩の一種）が輝石を含むのはなぜか？（マグマの分化に関する問題）
- ・安山岩中のFe,Mgを含まない斜長石がFe,Mgを含む変質鉱物であるサポーナイトに変化するのはなぜか？（鉱物の結晶化学に関する問題）

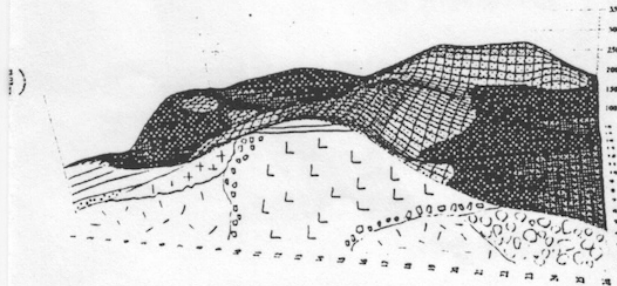
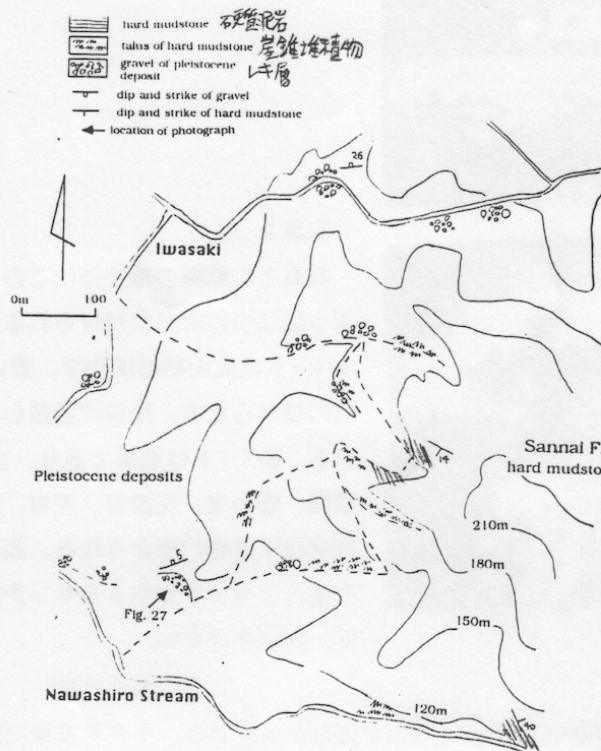


図7 現在の御嶽山の様子。御嶽山の山頂を通り、南北に切断した地質断面図。

横手・湯沢地区地質調査結果各説（その3） 「湯沢市岩崎地区の礫層について」



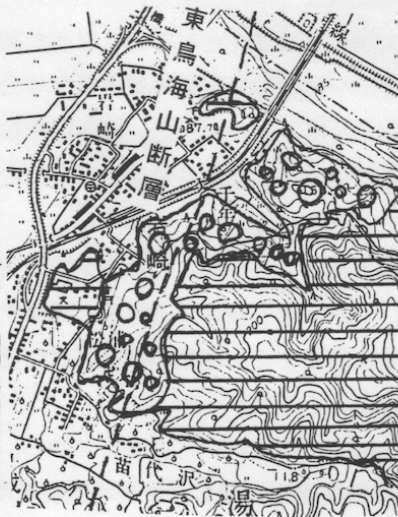
岩崎地区の礫層の分布を示すルートマップ。このように礫層は硬質泥岩に直接的に接しているのではなく、実際には硬質泥岩の崖錐堆積物が礫層の東側に広く分布している。礫層下位、崖錐上位の境界露頭も発見されており、この地域の多量の崖錐堆積物と礫層中にみつかった断層とは何か関係があるのかもしれない

1:25,000

0 500 1000



臼田ほか（1975）による調査結果。岩崎地区の全域が硬質泥岩からなる。



千田（1989）による調査結果。礫層は活断層を伴い、南北に分布しているが、岩崎小学校や千年公園は硬質泥岩からなる。



菅原（1994）による調査結果。岩崎小学校付近や千年公園では露頭が発見できなかった。断層は東西系に近い。



写真 1

礫層の露出する大露頭。

露頭の高さは約 20 メートル。

A

B

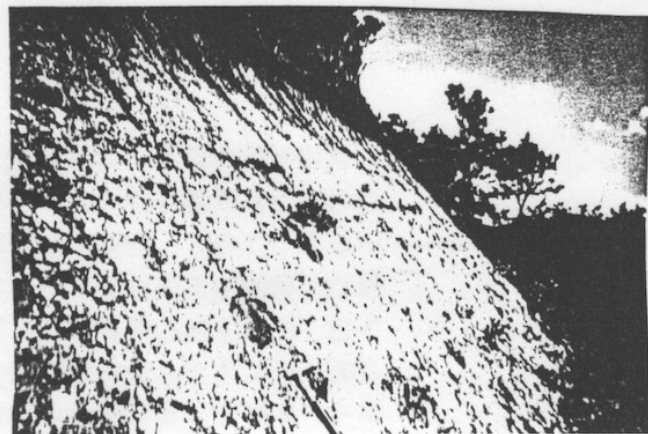


写真 2

写真 1 の露頭の最上部はこのように二つの部分に分けられる。A パートは火山礫凝灰岩で、安山岩の礫からなる。比較的固結している。B パートは礫層であり、玄武岩、安山岩、花崗岩、泥岩、硬質泥岩などの円礫からなる。礫の直径は 5 センチから 30 センチ程度。固結度は低い。

湯沢市岩崎地区には、侵食を受けその上部が山地をなす礫層が分布する。1975年に臼田がおこなった秋田県の地質調査では、岩崎地区には硬質泥岩が分布するとされていたが、1989年に千田が秋田大学の進級論文としておこなった調査ではじめて記載された。このときの調査時には現在の岩崎小学校のある地域および千年公園には硬質泥岩が分布し、礫層は硬質泥岩の間に帯状に分布するとされていた。さらに千田は岩崎南方の露頭（写真1の露頭）において南北系の走向傾斜をもつ断層を発見し、これを湯沢市南部でみられる活断層（東鳥海山断層）の延長であるとした。

しかし、今回再び進級論文として菅原がこの礫層を調査をしたが、断層の方向は南北系というよりは東西系に近く、この断層を東鳥海山断層と結論することはできないとした。また今回の調査によって、礫層は隣接する山内層の硬質泥岩に直接しておらず、硬質泥岩の崖錐堆積物が多量に発生していることがわかった。

断層は崖錐堆積物の分布域の方向に向いていることから、この東西方向に走る比較的新しい（or 活動的な）断層が硬質泥岩を破壊し、崖錐堆積物を多量に発生させたとする仮説が成り立つ。

しかしながら、岩崎小学校および千年公園に硬質泥岩が分布するとすれば、なぜこのような礫層がその間に帯状に分布するのか、という疑問はまだ解決されていない。

8、十文字地域の地質構造

河川の堆積作用で作られ、現在までその作用が続いているような新しい平野のことを沖積平野と呼び、構成する地層のことを沖積層と呼ぶ。沖積層は一万数千年よりも新しい地層であり、河川の堆積作用で形成されるため、その河川の上流域の岩石の礫、および砂や泥から構成される。十文字地域の地質は雄物川の堆積作用のために、この沖積層が広く分布している。沖積平野は地形が平坦で古い地層が露出しないため、地下の構造を踏査によって把握することはできない。そこでボーリングをおこなうことによって地下の岩石のサンプルを直接採取したり、重力探査によって構造の推定がおこなわれる。右図は地質調査所が1979年におこなった十文字地域の重力探査の結果を示したものである。

重力探査とは岩石または鉱物の密度の大小による重力場のわずかな異常を測定し、地下の構造、基盤岩の分布、特殊物質（岩石・鉱物）の存在・分布などを推定把握することである。

十文字地域には図のように高重力域の場所があるが、これはその北西部で観察される背斜構造の延長部であると考えられている。

